



Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ
www.anuario.igeo.ufrj.br

**Estimación de la Turbidez Atmosférica Usando el Modelo IQC
 en el Área Metropolitana de Huancayo – Perú**
 Estimation of Atmospheric Turbidity Using the IQC Model
 in the Huancayo Metropolitan Area – Perú

Julio Miguel Angeles Suazo¹; Alicia G. Rocha Condor¹; Georgynio Y. Rosales Aylas^{2,3};
 José Luis Flores Rojas⁴; Roberto Angeles Vasquez^{1,5}; Nataly A. Suazo⁶ & Hugo Abi. Karam⁷

¹Universidad Alas Peruanas. VRIIE, Av. Santa Cruz, 1550, Miraflores. Lima. Perú.

²Centro Universitário SENAI-CIMATEC, Av. Orlando Gomes, 1845 - Piatã, Salvador – BA, Brasil.

³Universidade Federal do Espírito Santo, Department of Environmental Engineering, Vitória, ES, Brasil

⁴Instituto Geofísico del Perú. Calle Badajoz, 169, 15498 Urb. Mayorazgo IV Etapa – Ate, Lima-Perú

⁵Universidad Nacional del Centro del Perú. Facultad de Ingeniería Civil. Av. Mariscal Castilla N° 3909, El Tambo – Huancayo

⁶Universidad Tecnológica del Perú. Facultad de Ingeniería de Sistemas. Av. Circunvalación 449, 12002 El Tambo, Huancayo, Perú

⁷Universidade Federal do Rio de Janeiro - Instituto de Geociências – Departamento de Meteorologia. Rua Athos da Silveira Ramos 274. Cidade Universitária – Ilha do Fundão – 21.941-916. Rio de Janeiro-RJ, Brasil.

E-mails: julio_as_1@hotmail.com; aliciarochoacondor@gmail.com; ragy3008@gmail.com; jflores@igp.gob.pe; roanvas@hotmail.com; nati2643@hotmail.com; hugo@igeo.ufrj.br

Recebido em: 20/02/2020 Aprovado em: 29/06/2020

DOI: http://doi.org/10.11137/2020_3_72_83

Resumen

Por naturaleza el cielo no es totalmente limpio, sin embargo cuando la concentración de partículas es mayor a la normal puede atenuar con mayor intensidad la de radiación solar. Por lo que la cantidad de radiación solar que llega hasta la superficie terrestre depende en gran medida de la turbidez atmosférica. De esta manera, el objetivo de este trabajo fue estimar los valores óptimos diarios de la turbidez atmosférica y parámetros radiativos de superficie tales como: el coeficiente de turbidez de Angstrom (β), exponente de longitud de onda de Angstrom (α), el albedo de dispersión simple (ω_0) y dispersión ascendente (F_c). Mediante mediciones de radiación solar incidente (global, directa y difusa), realizadas entre junio y julio del 2019 en la Provincia de Huancayo-Perú, se realizó los cálculos de los parámetros antes presentados. El modelo numérico usado para calcular los componentes de radiación solar directa, difusa y global, es el modelo numérico de parametrización de banda ancha para cielo despejado; IQC (Iqbal, 1993) el cual se basa en información sinóptica. Los resultados muestran valores de β y α de 0.16 y 1.3 respectivamente, sugiriendo una atmósfera parcialmente contaminada.

Palabras clave: *Turbidez atmosférica; aerosol; Huancayo*

Abstract

By nature the sky is not totally clean, however when the concentration of particles is higher than normal it can attenuate the intensity of solar radiation more intensely. So the amount of solar radiation reaching the Earth's surface largely depends on atmospheric turbidity. In this way, the objective of this work was to estimate the optimal daily values of atmospheric turbidity and radiative surface parameters such as: the Angstrom turbidity coefficient (β), Angstrom wavelength exponent (α), the albedo single dispersion (ω_0) and ascending dispersion (F_c). By means of measurements of incident solar radiation (global, direct and diffuse), made between June and July 2019 in the Province of Huancayo-Peru, the parameters presented above were calculated. The numerical model used to calculate the components of direct, diffuse and global solar radiation, is the numerical model of broadband parameterization for clear sky; IQC (Iqbal, 1993) which is based on synoptic information. The results show β and α values of 0.16 and 1.3 respectively, suggesting a partially contaminated atmosphere.

Keywords: *Atmospheric turbidity; aerosol; Huancayo*

1 Introducción

La radiación solar es la principal fuente de energía para la vida en nuestro planeta, es responsable directa o indirectamente de todos los fenómenos que afectan la meteorología y climatología (Forster *et al.*, 2007). La radiación solar se atenúa a través de la atmósfera debido a la presencia de moléculas de gases, vapor de agua, nubes y aerosoles (Leckner, 1978). Los mismos alteran y modifican la composición natural atmosférica, dando como resultado un cambio en el balance radiativo neto y por consiguiente hace posible la variación del clima (Hermoza, 2017).

Según Saad *et al.*, (2016) en una atmósfera libre de nubes, la radiación solar se atenúa por dos mecanismos principales, la absorción y dispersión de la radiación entrante por moléculas y partículas suspendidas en el aire conocidos como aerosoles. La reducción de transparencia resultante se conoce como turbidez atmosférica (Wang *et al.*, 2017), esta expresa la presencia de aerosoles en la atmósfera y es considerado un parámetro de suma importancia para evaluar la calidad del aire en zonas locales (Djafer *et al.*, 2013).

Según el Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC), los aerosoles atmosféricos son una colección de partículas tanto sólidas como líquidas suspendidas en el aire, con tamaño típico que varía entre 0.01 y 10 micrometros. Pueden ser emitidas por fuentes naturales y antrópicas, además, permanecen en la atmósfera durante varias horas o más (Cholan *et al.*, 2017). Estas presentan implicaciones significantes para la química y física de la atmósfera, el clima y la salud humana (Forster *et al.*, 2007). Por tal motivo, la estimación de la turbidez atmosférica es básica e importante, brinda información necesaria para la elaboración de planes y estrategias de control y mitigación de la contaminación del aire, especialmente por aerosoles (Suárez *et al.*, 2017).

El cálculo de los componentes necesarios para el estudio de la radiación solar, son realizados con el uso del modelo IQC, con requisito indispensable ser a cielo despejado (Flores *et al.*, 2016). La medición precisa, de la variabilidad temporal y la determinación de la turbidez atmosférica son de gran importancia para el modelado de la radiación solar, estudios de cambio climático, producción de energía solar y el control de la contaminación del aire (Lin *et al.*, 2016). Por lo tanto, es necesario cuantificar sus efectos temporales y espaciales, ya que esto ayudará en el futuro a establecer modelos y estimar con mayor precisión la radiación solar a cielo despejado (Djafer *et al.*, 2013).

Suarez *et al.* (2017) considera que los aerosoles atmosféricos presentes en la Provincia de Huancayo aumentan su concentración en épocas de sequía, comprendido entre los meses de junio a noviembre. Asimismo, Suarez *et al.* (2017), establece que los días

a cielo despejado se presentan en el mes de junio para Huancayo. No obstante, Estevan *et al.* (2019) indica que la mayor contaminación por partículas se da en el mes de Julio por quema de biomasa en Huncayo. Por ello, se propone estimar la turbidez atmosférica y parámetros radiativos de superficie para el Área Metropolitana de Huancayo, desde el 4 de junio hasta el 30 julio del 2019, tomando en consideración lo mencionado por Suarez *et al.* (2017) y Esteban *et al.* (2019); así mismo el año 2019 se realizó como parte de la primera campaña local para medir y comprender el rol de los parámetros de turbidez por parte de la Universidad Alas Peruanas en los meses donde se produce mayor concentración de partículas y días a cielo despejado. A través del modelo IQC con auxilio de la parametrización Iqbal, que hace uso de datos de radiación solar directa y difusa para sus cálculos considerando días a cielo despejado (Iqbal, 1993).

2 Materiales y Métodos

2.1 Sitio y Localización

El estudio se realizó en el área Metropolitana de Huancayo (AMH) localizado en las coordenadas 12°4'12.03'' S, 75°12'43.55'' W con altitud de 3300 msnm, hace parte de la región andina central del Perú, como se observa en la Figura 1, ubicado en América del sur y al este del Océano Pacífico. Es una de las 10 provincias mas pobladas del Perú, cuya tasa anual de crecimiento poblacional es de 1.6 %, con más de medio millón de habitantes (Instituto Nacional de Estadística e Informatica, 2007).

El AMH pertenece al Valle del Mantaro, ocupa un área de 319.4 km². Su topografía es bastante compleja con formaciones rocosas y altitudes que oscilan entre 3000 - 5000 msnm, este rango de altitudes se debe generalmente a la presencia de montañas. El AMH está compuesta por áreas urbanas, rurales y de cultivo.

Según la clasificación de Koppen y Geiger (Kottek *et al.*, 2006), el clima de esta región se define como BSk, es decir, clima estepa local. Así, los datos obtenidos del Instituto Geofísico del Perú (IGP) fueron usados para describir algunas de las características meteorológicas (temperatura y precipitación) del área de estudio. La temperatura mostró variación entre los intervalos de -0.3 a 6.5 °C (junio a julio) y 18.5 a 20.8 °C (octubre a diciembre). Las más bajas se registran en junio y julio y las más altas en octubre y diciembre. Y la precipitación en el AMH presenta dos estaciones bien diferenciadas: seca y húmeda, los mínimos durante el invierno (junio – agosto, siendo julio el más seco con 4.8mm). Mientras que, los máximos se registraron de enero a marzo, siendo febrero el más alto con 132.1mm (Instituto Geofísico del Perú, 2012).

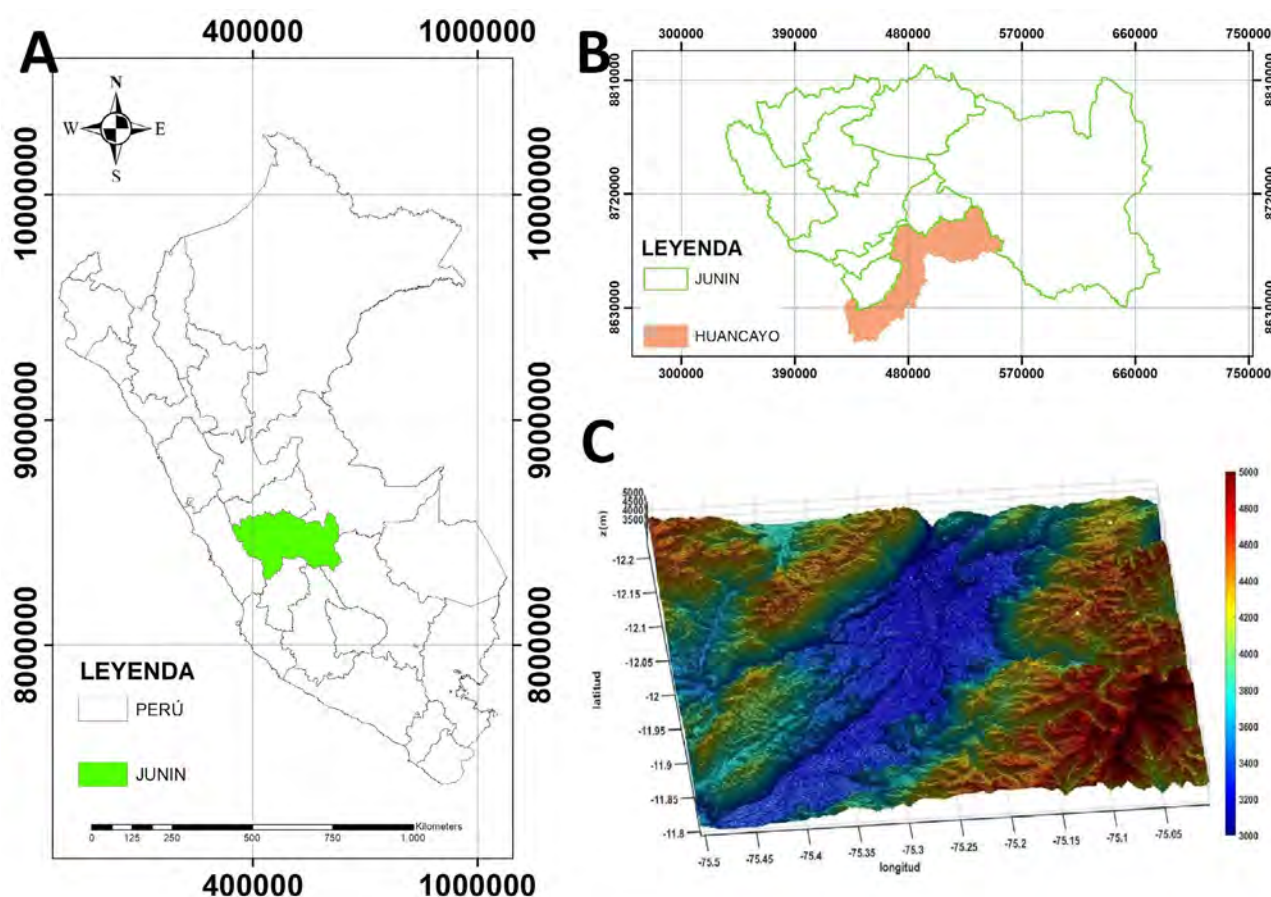


Figura 1 A. Mapa de ubicación del Departamento de Junin dentro de Perú; B. Localización geográfica del área metropolitana de Huancayo (AMH); C. Distribución topográfica del AMH.

2.2 Medición de Flujos Radiativos en Superficie

Como parte del esfuerzo por entender la influencia de los aerosoles en la meteorología local de Huancayo, en mayo del 2019 fue instalado el sensor BF5. Con el objetivo principal de realizar mediciones correspondientes de la radiación, ubicado en la terraza de la Universidad Alas Peruanas ($12^{\circ}4'0''$ S y $75^{\circ}13'0''$ W), en el Área Metropolitana de Huancayo. Este registra datos con intervalo de frecuencia a cada minuto, de las siguientes variables: de la radiación global y la radiación difusa incidente desde el 4 de junio del 2019. Con esta información se determinó el índice de claridad atmosférica, y se analizó la variabilidad temporal de la radiación solar directa, difusa y global. El Sensor BF5 es un diseño patentado. Utiliza una serie de fotodiodos con un patrón de sombreado único generado por computadora para medir la radiación solar incidente. Un microprocesador calcula los componentes Global y

Difusa de la radiación solar. Un calentador incorporado mantiene el BF5 libre de rocío, hielo y nieve hasta -20°C .

2.3 Mediciones de Radiación Solar

Las mediciones de radiación solar global, difusa y directa para esta investigación tienen una cobertura de entre los meses de **junio y julio del 2019**, un total de 58 días,, debido a que el modelo de Iqbal se utiliza para datos de radiación solar para días a cielo despejado, por ello se consideró lo establecido por Suarez *et al.* (2017) donde señala que el mes de junio se presentan mayor cantidad de días a cielo despejado en Huancayo, por otro lado se consideró el mes de Julio, considerando la investigación de Estevan *et al.* (2019) donde indica que a mediados del mes de Julio se presentan mayor cantidad de partículas de aerosol en la atmosfera debido a la presencia de quemas de biomasa en Huancayo

Con la finalidad de seleccionar los días claros para optimizar y validar el modelo parametrizado de radiación solar (IQC), se utilizó el análisis estadístico del Índice de claridad (K_t), para la presente investigación se seleccionaron los días con valores iguales o mayores a 0.7 con el propósito de eliminar los efectos de la cobertura de nubes en la AMH.

De acuerdo con este criterio se seleccionaron 39 días de cielo claro (19 días para el mes de junio y 20 días para el mes de julio) con un total de 84240 mediciones aproximadamente (720 por día). Estos conjuntos de datos se utilizaron para el proceso de optimización y para la validación del modelo parametrizado de radiación solar.

2.4 Modelos de irradiancia solar de banda ancha

Los modelos de irradiancia solar IQC son descritos completamente en Iqbal (1993). El modelo IQC se basa en dos estudios de Bird & Hulstrom (1981a y 1981b). Consiste en comparar los elementos individuales de la transmitancia e irradiancia de varios modelos parametrizados con modelos espectrales más precisos como el SOLTRAN y LOWTRAN. El modelo considera las transmisiones debidas a la absorción por ozono (τ_o), gases mixtos (τ_g), vapor de agua (τ_w), dispersión de Rayleigh de moléculas de aire (τ_r), atenuación por aerosoles (τ_a) y el factor de corrección de excentricidad de la Tierra (E_0). Iqbal introdujo cambios importantes en la transmitancia de la extinción de aerosoles (τ_{aa}); consideró esta transmitancia como una función del coeficiente de turbidez Angstrom (β) y el exponente de longitud de onda (α).

El coeficiente de turbidez de Angstrom (β) depende de la carga de aerosoles, el exponente de longitud de onda de Angstrom (α) está relacionada con el tamaño de las partículas de aerosol y el albedo de dispersión simple (ω_0) es la relación de la energía dispersada por aerosoles y la atenuación total de la radiación solar incidente (Flores *et al.*, 2016).

El modelo IQC, asume que la atenuación de los aerosoles ocurre en todo el espectro solar y la mitad de la

irradiancia difusa debido a la dispersión de Rayleigh llega a la superficie. Los modelos presentan expresiones separadas para irradiaciones directas, difusas y globales, se muestran en la Tabla 1. En esta, los términos del lado derecho son irradiaciones normales directas (I_n), irradiaciones difusas de Rayleigh (I_{dr}), irradiaciones difusas por aerosoles (I_{da}) e irradiaciones difusas por múltiples reflejos entre la superficie y la atmósfera (I_{dm}). Esta parametrización requiere de datos meteorológicos como la presión atmosférica (p), la temperatura del aire en la superficie (T), la concentración de ozono (u_0) y el agua precipitable (u_w), para calcular las diferentes transmisiones o absorbancias. Este conjunto de variables se obtuvo con el sensor OMI de los satélites AURA y la estación meteorológica. Además del ángulo cenital solar (θ_z), la irradiancia extraterrestre ($I_{sc} = 1367 \text{ W m}^{-2}$) y la masa óptica relativa para condiciones locales (m_a), son considerados parámetros externos. Así, los datos de entrada necesarios para el modelo son: Coeficiente de turbidez de Angstrom y exponente de longitud de onda (β , α), albedo de dispersión simple en aerosol (ω_0), dispersión hacia adelante (F_c), albedo de superficie promedio (ρ_g) y albedo del cielo (ρ_a).

2.5 Variables de entrada del modelo IQC

Para la presente investigación fueron seleccionados un conjunto de variables meteorológicas requeridos como entrada para el modelo parametrizado de radiación solar IQC, estos datos fueron obtenidos diariamente para los meses de junio y julio respectivamente, siendo seleccionados 39 días de cielo despejado. Los datos requeridos por el modelo son los siguientes: presión (p), temperatura del aire (T), (obtenido del muestreador de partículas Purpleair II), concentración de ozono (u_0) (sensor OMI de la plataforma AURA) y agua precipitable (u_w) (fotómetro solar CIMEL CE318 (Holben *et al.*, 1998), instalado en el Observatorio de Huancayo, perteneciente a la red AERONET).

La Figura 2A, B muestra valores de presión atmosférica media diaria (mba), obtenidas para la provincia de Huancayo, en los meses de junio y julio del 2019. Los

Irradiancias	Expresiones algebraicas IQC
Direct normal	$I_n = 0.975 I_{sc} \tau_r \tau_o \tau_g \tau_w \tau_a$
Diffuse Rayleigh	$I_{dr} = 0.79 I_{sc} \cos(\theta_z) \tau_o \tau_g \tau_w \tau_{aa} 0.5(1 - \tau_r) / [1 - m_a + m_a^{1.02}]$
Diffuse aerosols	$I_{da} = 0.79 I_{sc} \cos(\theta_z) \tau_o \tau_g \tau_w \tau_{aa} F_c (1 - \tau_{as}) / [1 - m_a + m_a^{1.02}]$
Disffuse multiple	$I_{dm} = (I_n \cos(\theta_z) + I_{dr} + I_{da}) \rho_g \rho_a [1 - \rho_g \rho_a]^{-1}$

Tabla 1 Expresiones Algebraicas del modelo IQC

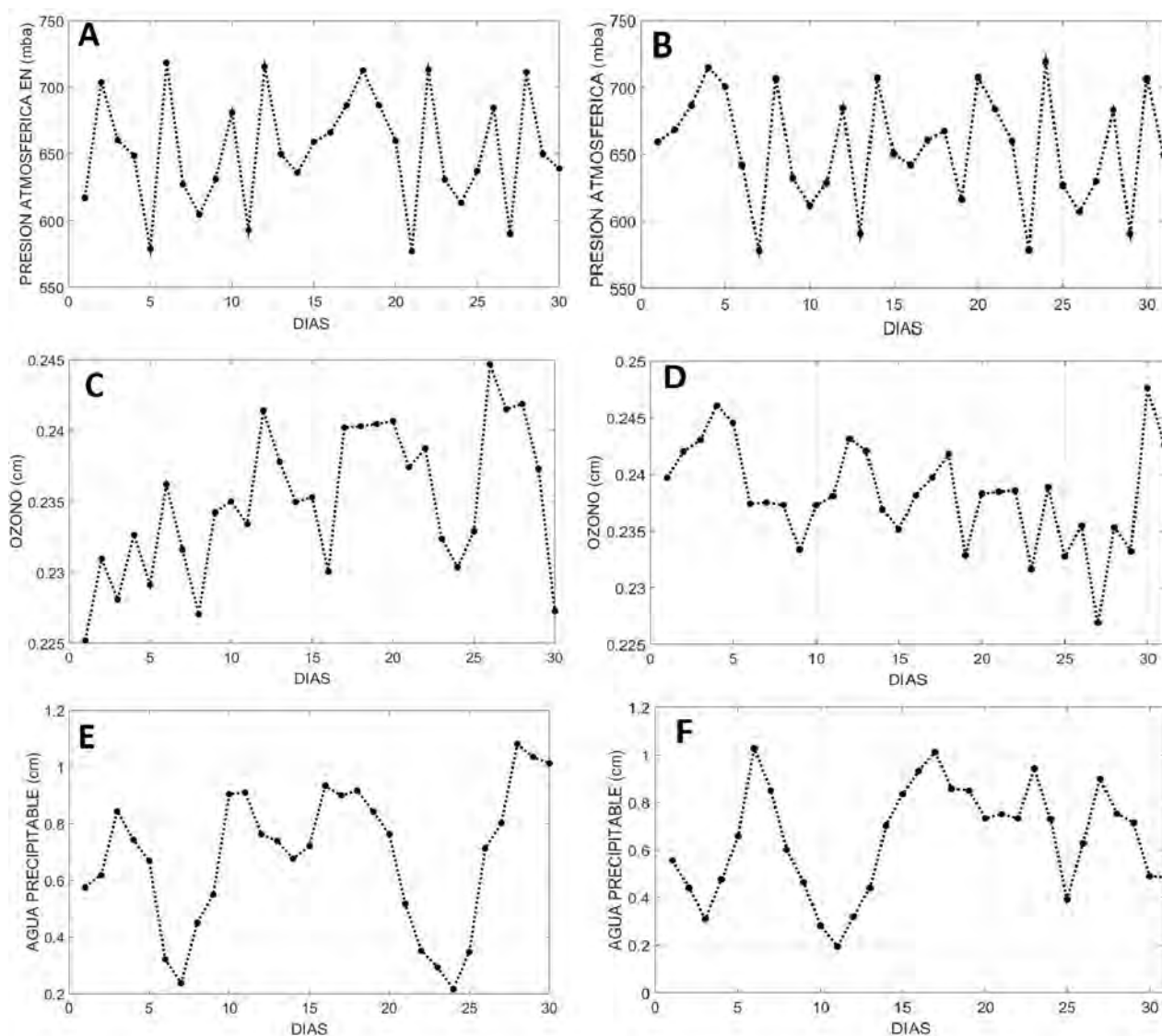


Figura 2 Promedio diario de la presión atmosférica (mba) de los meses de A. junio; B. julio obtenida de la plataforma Aura (OMI); C. Promedio diario de la concentración de ozono (cm) de los meses de junio; D. julio obtenida de la plataforma Aura (OMI); E. Promedio diario del agua precipitable (cm) de los meses de junio; F. julio obtenida de la red AERONET del 2019 en la Provincia de Huancayo.

valores presentan una variación diaria con un valor máximo de 718.5 mba el día 06 de junio y mínimo valor de 576.84 mba el día 21 de junio. No obstante, en la Figura 2 C, D muestra valores de la concentración de ozono media diaria (cm), obtenidas en los meses de junio y julio del 2019. Los valores presentan una variación diaria con un valor máximo de 0.2476 cm el día 30 de julio y valor mínimo de 0.22705 cm el día 08 de junio.

2.6 Indicadores Estadísticos

Utilizados para evaluar cuantitativamente el rendimiento de cada uno de los modelos de banda ancha de irradiancia solar, se destaca el uso de la regresión lineal e indica cómo los datos bien simulados coinciden con los datos medidos. La eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) es una estadística normalizada que determina la magnitud

relativa de la varianza residual (ruido) en comparación con la varianza de datos medidos (información) (Nash y Sutcliffe 1970). El NSE indica qué tan bien el gráfico de datos observados versus simulados se ajusta a la línea 1:1. Algunos índices de error utilizados en la evaluación del modelo incluyen el error absoluto medio (MAE), el error cuadrático medio (MSE) y el error cuadrático medio (RMSE).

Estos índices son valiosos porque indican o dan un indicio del error al realizar una simulación del componente de interés, lo que ayuda en el análisis de los resultados. El sesgo porcentual (PBIAS) mide la tendencia media de los datos simulados a ser más grandes o más pequeños que sus contrapartes observadas (Gupta *et al.*, 1999) y la relación de desviación estándar (RSR) de observaciones estandarizada RMSE usando la desviación estándar de observaciones, combina tanto un índice de error como la información adicional recomendada por Legates & McCabe (1999). El indicador RSR incorpora los beneficios de las estadísticas del índice de error e incluye un factor de escala/normalización, de modo que la estadística resultante y los valores informados pueden aplicarse a varios componentes.

2.7 Optimización del Modelo de Radiación Solar Global y Directa

Para optimizar el modelo de radiación solar de banda ancha fueron seleccionados datos de 39 días de cielo claro, tomados en intervalos de 1 min con un total de 28080 mediciones. Obteniéndose los parámetros radiativos de turbidez (α , β , ω , F_c), apartir de los cálculos de las ecuaciones presentadas en la Tabla 1.

Con este conjunto de parámetros calculados y teniendo en cuenta que estos valores son calculados por hora y por día, se alcanza un alto nivel de concordancia entre los valores medidos y simulados de la radiación global obtenidos con el modelo IQC. La Figura 3 muestra datos de radiación global y directa obtenidas con el modelo IQC para el día 09 de junio del 2019, además la comparación entre los datos observados con el sensor BF5.

Asimismo, se observa que el modelo de radiación IQC, puede simular con buena precisión la radiación global y directa durante un día de cielo despejado. Para el caso de la radiación difusa los datos no coinciden con los datos observados, y esto se debe posiblemente a la inestabilidad atmosférica.

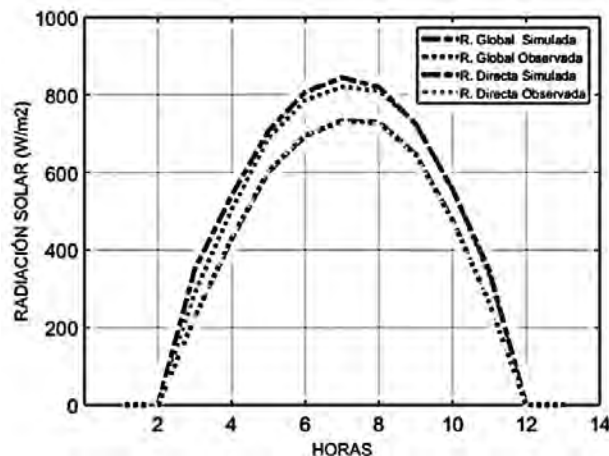


Figura 3 Comparación entre los datos de radiación simulados y observados (W/m^2) a cielo despejado para el día 09 de junio del 2019.

3 Resultados

3.1 Validación del Modelo

3.1.1 Modelo de Radiación Global, Directa y Difusa

El desempeño del modelo de radiación solar, se realizó comparando con un conjunto de datos de radiación solar global, directa y difusa medidos por el sensor BF5, ubicado en la terraza de la Universidad Alas Peruanas. Todos los datos de radiación obtenidos por el sensor BF5 fueron medidos con una frecuencia de 8 Hz en intervalos de 1 min. La radiación global presentó mayor intensidad los días 25 de junio y 18 de julio, valores próximos de 1247 W/m^2 . También fue posible observar el efecto de la cobertura de nubes, dado el registro de valores de irradiancia muy bajos, afectando la radiación directa y aumentando la radiación difusa.

Así, mismo los datos de radiación solar global, directa y difusa obtenidos mediante el modelo IQC, son evaluados por los indicadores estadísticos y son presentados en las Tablas 2, 3 y 4, siguiendo el siguiente orden: radiación solar global, directa y difusa.

Donde: r el coeficiente de correlación de Pearson, la eficiencia de Nash Sutcliffe (NSE), el error medio absoluto (MAE), el error cuadrático medio (MSE), raíz cuadrada el error medio (RMSE), porcentaje de sesgo (PBIAS) y la relación de la desviación estándar (RSR).

Estimación de la Turbidez Atmosférica Usando el Modelo IQC en el Área Metropolitana de Huancayo – Perú

Julio Miguel Angeles Suazo; Alicia G. Rocha Condor; Georgynio Y. Rosales Aylas;
José Luis Flores Rojas; Roberto Angeles Vasquez; Nataly A. Suazo & Hugo Abi. Karam

DIAS	r	NSE	RMSE	PBIAS	RSR
04-jun	0.982	0.964	26.632	-1.580	0.086
05-jun	0.996	0.987	15.596	-0.889	0.056
06-jun	0.998	0.987	15.115	-0.868	0.054
07-jun	0.999	0.985	16.314	-0.935	0.057
08-jun	0.998	0.985	16.028	-0.929	0.057
09-jun	0.998	0.985	16.071	-0.934	0.058
12-jun	0.997	0.993	11.207	-0.647	0.040
13-jun	0.974	0.988	15.232	-0.857	0.048
21-jun	0.999	0.958	28.424	-1.726	0.099
22-jun	0.998	0.983	17.313	-1.024	0.063

Tabla 2 Indicadores Estadísticos utilizados para evaluar el desempeño del proceso de optimización del modelo de radiación global

DIAS	r	NSE	RMSE	PBIAS	RSR
04-jun	0.995	0.915	34.527	-2.646	0.108
05-jun	0.997	0.963	23.129	-1.588	0.089
06-jun	0.998	0.971	21.016	-1.385	0.080
07-jun	0.997	0.968	22.323	-1.464	0.082
08-jun	0.997	0.966	22.564	-1.523	0.086
09-jun	0.997	0.965	22.920	-1.551	0.088
12-jun	0.998	0.970	21.100	-1.442	0.080
13-jun	0.997	0.961	21.724	-1.627	0.081
21-jun	0.994	0.931	33.520	-2.392	0.126
22-jun	0.998	0.963	23.203	-1.611	0.091

Tabla 3 Indicadores Estadísticos utilizados para evaluar el desempeño del proceso de optimización del modelo de radiación directa

DIAS	r	NSE	RMSE	PBIAS	RSR
04-jun	0.966	0.859	7.894	2.075	0.116
05-jun	0.722	0.703	7.532	2.529	0.276
06-jun	0.735	0.553	5.901	2.624	0.370
07-jun	0.771	0.460	6.009	2.745	0.427
08-jun	0.817	0.567	6.536	2.680	0.384
09-jun	0.781	0.486	6.849	2.832	0.406
12-jun	0.867	0.823	9.893	3.683	0.508
13-jun	0.574	0.947	6.491	1.467	0.073
21-jun	0.864	0.812	5.096	2.072	0.226
22-jun	0.874	0.733	5.890	2.358	0.282

Tabla 4 Indicadores Estadísticos utilizados para evaluar el desempeño del proceso de optimización del modelo de radiación difusa

Las tablas muestran el desempeño del modelo IQC, el coeficiente de correlación de Pearson (r) y NSE, en el caso de la radiación global y directa muestran valores cercanos a 1 (> 0.9), indicando un alto nivel de linealidad entre los valores de radiación solar medidos y simulados. El MAE muestra valores pequeños (un valor promedio de ± 6.078 para la radiación global y ± 8.108 para la radiación directa) en comparación con la mitad de la desviación estándar de los datos medidos, lo que indica un buen ajuste dado la alta variabilidad de los datos.

En el caso del RMSE muestra valores máximos cercanos a 30.189 para la radiación global y 38.339 para la radiación directa. El PBIAS y la RSR con el RMSE de las observaciones también muestra valores pequeños cercanos a 0 (un valor máximo de ± 1.731 para la radiación global, ± 2.743 para la radiación directa para el PBIAS y un máximo valor de 0.099 para la radiación global y 0.137 para la radiación directa en el caso del RSR), lo cual indica simulaciones precisas del modelo. Cabe destacar que la radiación solar directa tuvo el mejor desempeño de todos los indicadores estadísticos, puede ser observado en la figura 4.

Por otro lado, para el modelo de radiación difusa, el coeficiente de correlación de Pearson (r) (Ver Tabla 4) muestra valores bajos con valor promedio de 0.701, lo mismo sucede con la NSE con valores próximos a 0.785

lo cual indica un nivel intermedio de linealidad entre los valores de radiación difusa medidos y simulados. El error medio absoluto (MAE) muestra valores pequeños (máximo ± 3.421) en comparación con la mitad de la desviación estándar de los datos medidos lo cual indica un buen ajuste. Lo mismo sucede con la raíz del error cuadrático medio (RMSE) con valores máximos cercanos a 12. El sesgo porcentual (PBIAS) muestra valores máximos cercanos a 3.683. La relación de observaciones de desviación estándar RMSE (RSR) muestra valores cercanos a 0.5, lo que indica simulaciones razonablemente precisas del modelo.

En la Figura 4A se muestran las líneas de regresión entre los datos de radiación global medidos y simulados. El coeficiente de correlación de Pearson (r) es igual a 0.9758 y la raíz cuadrada media del error es 20.157. Los otros indicadores estadísticos se encuentran en la Tabla 4. En la Figura 4B la línea negra es la línea de regresión de mejor ajuste entre los datos de radiación global medidos y simulados. El coeficiente de correlación de Pearson (r) es igual a 0.9939 y la raíz cuadrada media del error es 26.891. Los otros indicadores estadísticos se encuentran en la Tabla 4. No obstante en la Figura 4C, el coeficiente de correlación de Pearson (r) es igual a 0.7012 y la raíz cuadrada media del error es 6.735. La radiación difusa simulada cielo despejado discrepan de los datos observados la mayoría

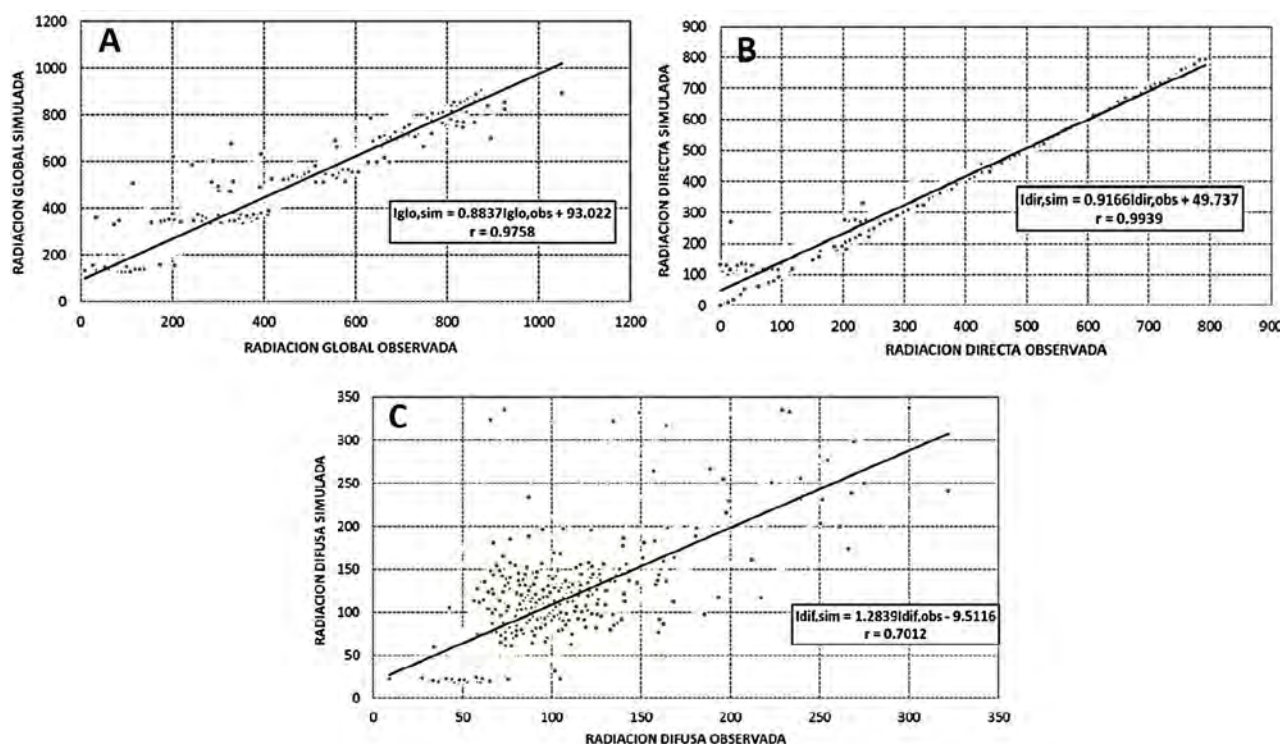


Figura 4 Diagrama de dispersión entre los valores observados y simulados en W/m² de los 39 días de cielo claro seleccionados, utilizando el modelo IQC. A. Radiación solar global; B. Radiación directa; C. Difusa

Estimación de la Turbidez Atmosférica Usando el Modelo IQC en el Área Metropolitana de Huancayo – Perú

Julio Miguel Angeles Suazo; Alicia G. Rocha Condor; Georgynio Y. Rosales Aylas;
José Luis Flores Rojas; Roberto Angeles Vasquez; Nataly A. Suazo & Hugo Abi. Karam

DIAS	α			β			ω_0			F_c		
	Media	S	Me	Media	S	Me	Media	S	Me	Media	S	Me
04-jun	1.330	±1.027	0.808	0.166	±0.128	0.101	0.800	±0.077	0.761	0.866	±0.051	0.840
05-jun	1.117	±0.376	0.929	0.140	±0.047	0.116	0.784	±0.028	0.770	0.856	±0.019	0.847
06-jun	1.212	±0.962	0.849	0.152	±0.120	0.106	0.791	±0.072	0.764	0.861	±0.048	0.842
07-jun	1.076	±0.496	0.849	0.135	±0.062	0.106	0.781	±0.037	0.764	0.854	±0.025	0.842
08-jun	1.076	±0.416	0.889	0.134	±0.052	0.111	0.781	±0.031	0.767	0.854	±0.021	0.844
09-jun	1.131	±0.621	0.929	0.141	±0.078	0.116	0.785	±0.047	0.770	0.857	±0.031	0.847
11-jun	1.734	±0.994	1.253	0.217	±0.124	0.157	0.830	±0.075	0.794	0.887	±0.050	0.863
12-jun	1.021	±0.414	0.808	0.128	±0.052	0.101	0.777	±0.031	0.761	0.851	±0.021	0.840
13-jun	1.322	±0.857	0.929	0.165	±0.107	0.116	0.799	±0.064	0.770	0.866	±0.043	0.847
15-jun	1.704	±1.286	0.929	0.213	±0.161	0.116	0.828	±0.096	0.770	0.885	±0.064	0.847
18-jun	1.084	±0.529	0.849	0.135	±0.066	0.106	0.781	±0.040	0.764	0.854	±0.026	0.842
20-jun	1.583	±1.167	0.929	0.198	±0.146	0.116	0.819	±0.088	0.770	0.879	±0.058	0.847
21-jun	1.161	±0.423	1.010	0.145	±0.053	0.126	0.787	±0.032	0.776	0.858	±0.021	0.851
22-jun	1.091	±0.369	0.970	0.136	±0.046	0.121	0.782	±0.028	0.773	0.855	±0.018	0.849
23-jun	1.311	±0.716	1.051	0.164	±0.089	0.131	0.798	±0.054	0.779	0.866	±0.036	0.853
24-jun	1.374	±0.696	1.131	0.172	±0.087	0.141	0.803	±0.052	0.785	0.869	±0.035	0.857
25-jun	1.256	±0.709	1.010	0.157	±0.089	0.126	0.794	±0.053	0.776	0.863	±0.035	0.851
26-jun	1.635	±1.135	1.172	0.204	±0.142	0.147	0.823	±0.085	0.788	0.882	±0.057	0.859
27-jun	1.352	±0.698	1.091	0.169	±0.087	0.136	0.801	±0.052	0.782	0.868	±0.035	0.855
01-jul	1.208	±0.782	1.010	0.151	±0.098	0.126	0.791	±0.059	0.776	0.860	±0.039	0.851
02-jul	1.517	±1.080	1.051	0.190	±0.135	0.131	0.814	±0.081	0.779	0.876	±0.054	0.853
03-jul	1.271	±0.875	1.010	0.159	±0.109	0.126	0.795	±0.066	0.776	0.864	±0.044	0.851
04-jul	1.087	±0.362	0.970	0.136	±0.045	0.121	0.782	±0.027	0.773	0.854	±0.018	0.849
07-jul	1.392	±0.830	1.051	0.174	±0.104	0.131	0.804	±0.062	0.779	0.869	±0.042	0.849
08-jul	1.341	±0.901	1.051	0.168	±0.113	0.131	0.801	±0.068	0.779	0.867	±0.045	0.853
09-jul	1.205	±0.621	1.051	0.151	±0.078	0.131	0.790	±0.047	0.779	0.860	±0.031	0.853
10-jul	1.197	±0.471	1.010	0.150	±0.059	0.126	0.790	±0.035	0.776	0.856	±0.026	0.851
11-jul	1.326	±0.633	1.131	0.166	±0.079	0.141	0.799	±0.047	0.785	0.866	±0.032	0.857
12-jul	1.554	±1.058	1.131	0.194	±0.132	0.141	0.817	±0.079	0.785	0.878	±0.053	0.857
13-jul	1.399	±0.502	1.293	0.176	±0.065	0.162	0.806	±0.039	0.797	0.870	±0.026	0.865
14-jul	1.495	±0.849	1.253	0.187	±0.106	0.157	0.812	±0.064	0.794	0.875	±0.042	0.863
21-jul	1.502	±0.883	1.212	0.188	±0.110	0.152	0.813	±0.066	0.791	0.875	±0.044	0.861
22-jul	1.344	±0.869	1.010	0.168	±0.109	0.126	0.801	±0.065	0.776	0.866	±0.044	0.851
25-jul	1.069	±0.494	0.929	0.134	±0.062	0.116	0.780	±0.037	0.770	0.853	±0.025	0.847
26-jul	1.106	±0.457	0.929	0.138	±0.057	0.116	0.783	±0.034	0.770	0.855	±0.023	0.847
28-jul	1.062	±0.872	0.808	0.133	±0.112	0.101	0.780	±0.067	0.761	0.853	±0.045	0.840
29-jul	1.264	±0.848	0.929	0.158	±0.106	0.116	0.801	±0.330	0.770	0.863	±0.042	0.847
30-jul	1.726	±1.031	1.374	0.217	±0.129	0.182	0.829	±0.077	0.803	0.881	±0.055	0.855
31-jul	1.136	±0.473	0.970	0.143	±0.061	0.121	0.787	±0.036	0.773	0.857	±0.021	0.849

Tabla 5 Media, mediana (Me) y desviación estándar (S) del coeficiente de turbidez de Angstrom (β), exponente de longitud de onda de Angstrom (α), el albedo de dispersión simple (ω_0) y el factor de dispersión directa (F_c) para los 39 días de cielo despejado.

de días, producto de la variabilidad de la radiación difusa y la no uniformidad en la mayoría de días, incluso en días de cielo despejado. Probablemente sea causado por efectos de inestabilidad atmosférica, nubes convectivas y múltiples reflejos del suelo generados por la ubicación del sensor radiométrico y por los objetos próximos a él (Grimmond & Oke, 2002).

3.1.2 Parámetros de Turbidez Atmosférica y Parámetros Radiativos de Superficie

Se obtuvieron valores diarios y horarios de los parámetros: el coeficiente de turbidez de Angstrom (β), exponente de longitud de onda de Angstrom (α), el albedo de dispersión simple (ω_0) y el factor de dispersión directa (F_c), para los 39 días de cielo despejado (para los meses de junio y julio). Con los resultados obtenidos se realizó un análisis estadístico para cada conjunto de parámetros. La Tabla 5 muestra la media, mediana y desviación estándar de los valores diarios de los parámetros obtenidos utilizando el modelo IQC.

El coeficiente (α) está relacionado con la distribución del tamaño de las partículas de aerosol, los valores grandes indican una proporción relativamente alta de partículas pequeñas de aerosol en relación con las partículas grandes y viceversa (Iqbal, 1993). Por lo tanto, los resultados de la Tabla 5 muestran una mayor prevalencia de partículas gruesas en la atmósfera del AMH durante los meses de junio y julio con valor medio de $\alpha = 1.3018$. Según la Agencia de Protección Ambiental (2004) en términos de calidad del aire las partículas gruesas son aquellas con un diámetro $>2.5 \mu\text{m}$; y estas partículas son formadas por procesos mecánicos como la erosión de la superficie terrestre (polvo del suelo), quema de biomasa, aerosoles de origen biogénico. Las partículas gruesas actúan como eficientes núcleos de condensación, debido a que suelen contener una importante fracción soluble en agua, y es por ello que uno de sus principales mecanismos de retirada de la atmósfera es la deposición húmeda (Pósfai & Molnár, 2000), esto coincide con la prevalencia de partículas gruesas en el AMH debido a la ausencia de precipitaciones durante los meses de junio y julio.

De manera similar, las partículas finas tienen su fuente de origen las emisiones del parque automotor. Eastern & Schaberl (1994) la vida media de las partículas finas en la atmósfera es del orden de horas, ya que coagulan rápidamente con otras partículas o incrementan de tamaño por condensación. La nucleación se ve favorecida por los descensos de temperatura y/o incrementos de la humedad relativa.

El coeficiente de turbidez de Angstrom es un índice que representa la cantidad de aerosoles presentes en la atmósfera en dirección vertical. Los resultados presentados anteriormente en la Tabla 5 muestran un aumento en la cantidad de partículas de aerosol en ambos meses, con valores mayores en el mes de julio, este comportamiento está de acuerdo con la ausencia de precipitaciones durante estos dos meses en la AMH, según datos climatológicos de precipitación obtenidas del Instituto Geofísico del Perú (IGP). Por lo tanto, el aumento del coeficiente de turbidez de Angstrom durante ambos meses puede explicarse parcialmente por la ausencia de precipitaciones durante los meses de junio y julio respectivamente. Cabe señalar que el aumento de la precipitación da como resultado una disminución de la cantidad de aerosoles debido al proceso de deposición húmeda (Croft *et al.*, 2009), proceso llamado lavado atmosférico. Altamente eficiente en la remoción de aerosoles atmosféricos y por lo tanto influye significativamente en las concentraciones globales de aerosoles y de nubes, y su respectivo forzamiento radiativo.

Estudios anteriores mencionan que, a mayor cantidad de cielo cubierto de nubes, menor es la radiación global registrada, lo cual coincide con lo afirmado por Raes *et al.* (2011). Se observan reducciones de radiación global de hasta un 10.86% en cielos despejados y hasta 44.35% en cielos cubiertos analizados mensualmente. En promedio, entre un día despejado y un día con cielo cubierto hay un 35% de diferencia en la radiación recibida. Entre un día claro y un día con cielos parcialmente cubiertos la diferencia es de 6,62%. Los días claros reciben alrededor de 16% más radiación que todos los días considerados en conjunto (Schmale *et al.*, 2017).

La variación diaria de la radiación global, se observó mayor intensidad de radiación global el día 29 junio (valor máximo de 1247 W/m²) a las 12:00 p.m. y el día 18 de julio (valor máximo de 1247 W/m²) a las 11:59 a.m. También es posible observar el efecto de las nubes en periodos de tiempo con valores de irradiancia muy bajos. Esto coincide con lo afirmado por García (2012), menciona que el mayor nivel de radiación se da cuando el sol se encuentra en su máxima elevación, esto es entre las 11:00am y 3:00pm (cerca del 60% de radiación es recibida durante estas horas).

La variación diaria de la radiación difusa, se observó mayor intensidad de radiación difusa el día 16 junio (valor máximo de 549 W/m²) a las 12:54 p.m. y el día 16 de julio (valor máximo de 542.5 W/m²) a las 11:42 a.m. También es posible observar el efecto de las nubes en periodos de tiempo con valores de irradiancia muy bajos. Esta energía puede suponer aproximadamente un 15% de la radiación global en los días soleados. En días nublados, en los cuales

la radiación directa es muy baja, la radiación difusa supone un porcentaje mucho mayor. A su paso por la atmósfera, la radiación solar se atenúa debido a procesos de absorción y difusión que producen los gases y partículas de la atmósfera y las nubes (Saad *et al.*, 2016).

Con respecto a la turbidez atmosférica, según (Djafer & Irbah, 2013); el exponente de longitud de onda α está relacionado con la distribución de tamaño de las partículas de aerosol y el coeficiente de turbidez de Angstrom β está relacionado con la cantidad de partículas de aerosol. Los valores grandes de α indican una proporción relativamente alta de partículas pequeñas a partículas grandes, Janjai *et al.* (2003), menciona que el polvo de las carreteras y la quema de biomasa producen fundamentalmente partículas antropogénicas gruesas. En el estudio de (Flores *et al.*, 2016) los resultados para el coeficiente de turbidez de Angstrom con un valor de 0.049 y el exponente de longitud de onda de Angstrom con un valor de 1.3; muestran un patrón estacional de acuerdo con el aumento de precipitaciones durante los meses de verano en rio de Janeiro, además estos resultados permitieron caracterizar la atmósfera de MARJ como una atmósfera limpia en condiciones de cielo despejado.

Asimismo, según Estevan *et al.* (2019), que utilizó el fotómetro solar CIMEL de la red AERONET, obtuvieron, durante el periodo 2015 al 2017 un valor medio de espesor óptico de aerosol de 0.10 ± 0.07 y el valor medio exponente de angstrom de 1.49 ± 0.36 , lo que indica la presencia de aerosoles de tamaño pequeño, con un ligero predominio de moda fina, relacionado con los dos tipos principales de aerosoles: continental y biomasa. Asimismo en la presente investigación, los resultados muestran valores de β y α de 0.16 y 1.3 respectivamente, y según las combinaciones de los parámetros β y α , donde se caracteriza a la atmósfera de la Provincia de Huancayo como una atmósfera parcialmente contaminada.

4 Conclusiones

Con la estimación de la turbidez atmosférica en función al coeficiente de Turbidez de Angstrom (β) y al exponente de longitud de onda de Angstrom (α) a partir del modelo IQC, es posible caracterizar el ambiente del AMH como una atmósfera parcialmente turbia en condiciones de cielo despejado. Y durante el periodo de mediciones se observó la prevalencia de partículas de aerosol gruesas, teniendo como fuentes de origen el polvo del suelo, quemas de biomasa y aerosoles de origen biogénico, y partículas finas generadas principalmente por el parque automotor.

Asimismo, los componentes de la radiación solar (global, directa y difusa) obtenidos con el sensor de radiación solar BF5 instalado en la UAP - Filial Huancayo, evidencia alto contenido de partículas atmosféricas suspendidas en la atmósfera de Huancayo. El modelo IQC, se validó a través

de un conjunto de indicadores estadísticos, mostrando la posibilidad de obtener datos de radiación solar global y directa con una precisión comparable a las mediciones diarias realizadas con el sensor BF5, teniendo en cuenta los parámetros de entrada necesarios.

Los resultados de validación muestran que la irradiancia difusa simulada, no son lo suficientemente buenos comparados con la irradiancia difusa medida, esto se evidenció en muchos días de cielo despejado, porque muestra un comportamiento variable y no uniforme en muchos días. Este hecho probablemente es causado por los efectos de la inestabilidad atmosférica, humedad relativa y reflexiones múltiples.

El modelo IQC pueden pronosticar la irradiancia con una precisión comparable a modelos espectrales más sofisticados, pero con mucho menos esfuerzo computacional. Este modelo de irradiancia utiliza parametrizaciones de varios procesos de extinción que afectan la transferencia de radiación de onda corta en un ambiente sin nubes.

Es por ello que la presente investigación contribuye para tomar medidas de gestión y control de la calidad de aire para la zona urbana del AMH.

5 Agradecimientos

A la Universidad Alas Peruanas, y al Vicerrectorado de Investigación, Innovación y emprendimiento por el financiamiento del proyecto de investigación ejecutado.

6 Referencias

- Agencia de Protección Ambiental. 2004. Air quality criteria for particulate matter. *Agencia de protección ambiental-Reporte final*, 1: 1-900
- Bird, R. & Hulstrom, R. 1981a. Direct insolation models. *Journal Solar Energy Engineering*, 103:182–192
- Bird, R. & Hulstrom, R. 1981b. A simplified clear sky model for direct and diffuse insolation on horizontal surfaces. *Solar Energy Research Institute*, 103:642– 761.
- Cholan, E. & Rojas, J.; Willems, B. & Ocola, L. 2017. Estimación del espesor óptico de los aerosoles a partir de las imágenes del sensor MODIS sobre el Perú (2004-2005). *Revista de Investigación de Física*, 19(2): 1-14
- Croft, B.; Lohmann, U.; Martin, R.V.; Stier, P.; Wurzler, S.; Feichter, J.; Posselt, R. & Ferrachat, S. 2009. Aerosol size-dependent below-cloud scavenging by rain and snow in the echam5-ham. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9: 4653-4675.
- Djafer, D. & Irbah, A. 2013. Estimation of atmospheric turbidity over Ghardaia city. *Atmospheric Research*, 128: 76–84.
- Eanster, G. & Schaberl, T. 1994. Remote sensing of Turbulent Ozone Fluxes and the Ozone Budget in the Convective Boundary Layer with DIAL and Radar-RASS: A Case Study. *Contribution to Atmospheric Physics*, 69: 161-176.

Estimación de la Turbidez Atmosférica Usando el Modelo IQC en el Área Metropolitana de Huancayo – Perú

Julio Miguel Angeles Suazo; Alicia G. Rocha Condor; Georgynio Y. Rosales Aylas;
José Luis Flores Rojas; Roberto Angeles Vasquez; Nataly A. Suazo & Hugo Abi. Karam

- Estevan, R.; Martínez, D.; Suarez, L.; Moya, A. & Silva, Y. 2019. First two and a half years of aerosol measurements with an AERONET sunphotometer at the Huancayo Observatory, Peru. *Atmospheric Environment*, 3: 1-13
- Flores, J.; Karam, H.; Marques-Filho, P. & Pereira-Filho, J. 2016. Estimation of atmospheric turbidity and surface radiative parameters using broadband clear sky solar irradiance models in Rio de Janeiro-Brasil. *Theoretical and Applied Climatology*, 123(3-4): 593-617.
- Forster, P.; Ramaswamy, V.; Artaxo, P.; Bernsten, T.; Betts, R.; Fahey, D.W.; Haywood, J.; Lean, J.; Lowe, D.; Myhre, G.; Nganga, J.; Prinn, R.; Raga, G.; Schulz, M. & Dorland, R. 2007. *Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing*. Intergovernmental Panel on Climate Change, 129- 234.
- Grimmond, C. & Oke, T. 2002. Turbulent heat fluxes in urban areas: Observations and local scale urban meteorological parameterization scheme (LUMPS). *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 41(7): 792- 810.
- Gupta, H.; Sorooshian, S. & Yapo, P. 1999. Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration. *Journal of Hydrologic Engineering*, 4(2): 135-143.
- García, R. 2012. *Aplicación de modelos de transferencia radiativa para el control operativo del programa BSRN (Baseline Surface Radiation Network) del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña*. Departamento de Física Teórica, Atómica y Óptica, Universidad de Valladolid, Tesis de doctorado, 274p.
- Hermoza, N. 2017. *Variabilidad Temporal de espectro óptico de los aerosoles sobre Huayao-Huancayo usando imágenes satelitales*. Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental, Universidad Nacional Tecnológica de Lima sur, Tesis de bachiller, 86p.
- Holben, B.; Eck, T.; Slutsker, I.; Tanré, D.; Buis, J.; Setzer, A. & Smirnov, A. 1998. AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sensing of Environment*, 66(1): 1-16. Disponible en: [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(98\)00031-5](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(98)00031-5). Acceso en: 2 de febrero de 2020 y 1 de junio de 2020.
- Instituto Geofísico del Perú. 2012. Eventos Meteorológicos extremos en el Valle del Mantaro. Disponible en: <http://www.met.igp.gob.pe/publicaciones/2012/maremexvol1.pdf>. Acceso en: 2 de febrero de 2020 y 1 de junio de 2020.
- Instituto Nacional de Estadística e Informática. 2007. Censos Nacionales 2007: XI de población y VI de vivienda. Disponible en: https://www.inei.gob.pe/media/MenuRecursivo/publicaciones_digitales/Est/Lib1136/ libro.pdf. Acceso en 2 de febrero de 2020 y 1 de junio de 2020.
- Iqbal M. 1993. *An Introduction to Solar Radiation*. Academic Press, 390p.
- Janjai, S.; Kumharn, W. & Laksanaboonsong, J. 2003. Determination of Angstrom's turbidity coefficient over Thailand. *Renewable Energy*, 28: 1685-1700.
- Kottek, M.; Grieser, J.; Beck, C.; Rudolf, B. & Rubel, F. 2006. World map of the Koppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3): 259-263.
- Legates, D. & McCabe, G. 1999. Evaluating the use of goodness of t measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research*, 35(1): 233-241.
- Leckner, B. 1978. The spectral distribution of solar radiation at the earth surface - elements of a model. *Solar Energy*, 20(2): 143-150.
- Lin, A.; Zou, L.; Wang, L.; Gong, W. & Zhu, H. 2016. Estimation of atmospheric turbidity coefficient β over Zhengzhou, China during 1961 e 2013 using an improved hybrid model. *Renewable Energy*, 86: 1134-1144.
- Nash, J. & Sutcliffe, J. 1970. River ow forecasting through conceptual models: Part 1. a discussion of principles. *Journal Hydrology*, 10(3): 282-290.
- Osfa, M. & Molnar, A. 2000. Atmospheric aerosol particles: a mineralogical introduction. *Mineralogical Society*, 13: 197-252
- Raes, F.; Dingenen, R.; Vignati, E.; Wilson, J.; Putaud, J.; Sinfeld, J. & Adams, P. 2011. Formation and cycling of aerosols in the global troposphere. *Atmospheric Environment*, 34: 4215-4240.
- Saad, M.; Trabelsi, A.; Masmoudi, M.; & Alfaro, S. 2016. Spatial and temporal variability of the atmospheric turbidity in Tunisia. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 149: 93-99.
- Schmale, J.; Henning, S.; Henzing, B.; Keskinen, H.; Sellegri, K.; Ovadnevaite, J. & Gysel, M. 2017. Collocated observations of cloud condensation nuclei, particle size distributions, and chemical composition. *Scientific Data*, 14(4): 1-27.
- Suárez, L.; Álvarez, D.; BendeZú, Y. & Pomalaya, J. 2017. Caracterización química del material particulado atmosférico del centro urbano de Huancayo, Perú. *Revista de la Sociedad Química del Perú*, 83 (2): 187-199.
- Suarez, L.; Flores, J.; Pereira, A. & Karam, H. 2017. Ultraviolet Solar radiation in tropical central Andes (12.0 S). *Photochemical & Photobiological Sciences*, 16: 954-971.
- Wang, L.; Chen, Y.; Niu, Y.; Salazar, G. & Gong, W. 2017. Analysis of atmospheric turbidity in clear skies at Wuhan, Central China. *Journal of Earth Science*, 28(4): 729-738.